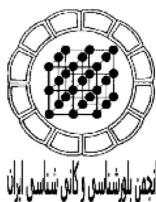
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و چهارم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۵، از صفحهٔ ۵۰۳ تا ۵۱۴



شواهد بافتی و ایزوتوپی استرانسیم- نئودیمیم حاصل از هضم سنگ‌های رسی در مجموعه‌ی پلوتونیک الوند (غرب ایران)

علی اصغر سپاهی*، سارا نجفی راشد، حسین شهبازی، محمد معانی‌جو

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۶/۱، نسخه نهایی: ۹۴/۱۰/۲۰)

چکیده: طیف گسترده‌ای از سنگ‌های پلوتونیک، از مافیک تا فلسیک، شامل انواع گابروها، دیوریت‌ها، تونالیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، مونزوگرانیت‌ها، سینوگرانیت‌ها و گرانیتوئیدهای لوکوکرات در مجموعه‌ی پلوتونیک الوند، منطقه‌ی سنندج- سیرجان، ایران یافت می‌شوند. سن این مجموعه به ژوراسیک میانی وابسته است. در این مجموعه سنگ‌های گرانیتی و دیوریتی از اجزای اصلی هستند. گرانیت‌ها حاوی پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز و بیوتیت هستند و دیوریت‌ها از پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کمی تیتانیت و آپاتیت تشکیل شده‌اند. در برخی برونزدها، گرانیت‌ها و دیوریت‌های آلایش یافت پیدا می‌شوند که حاوی زینوکریست‌های بزرگ هضم نشده آندالوزیت (به‌طور بخشی تا کامل به سیلیمانیت تبدیل شده) همراه با حاشیه‌های واکنشی غنی از اسپینل و فلدسپار هستند. این زینوکریست‌ها از تخریب کانی‌های سنگ‌های پلیتی و ورود آن‌ها به درون ماگماهای میزبان حاصل شده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ در گرانیت‌های مورد بررسی از ۰٫۷۱۰۱ تا ۰٫۷۲۴۵ و دیوریت‌های آلایش یافته از ۰٫۷۰۴۸ تا ۰٫۷۰۷۹ (با Sr_i بیش از ۰٫۷۰۴) در تغییر است. طیف نسبت‌های $^{143}Nd/^{144}Nd$ در سنگ‌های گرانیتی از ۰٫۵۱۲۳۴ تا ۰٫۵۱۲۴۰ و در دیوریت‌های آلایش یافته از ۰٫۵۱۲۴۴ تا ۰٫۵۱۲۵۲ است. مقادیر $\varepsilon Nd(t)$ برای گرانیت‌های مورد بررسی از ۳٫۲- تا ۳٫۹۸- و برای دیوریت‌های آلایش یافته از ۰٫۷۸- تا ۲٫۳۵- است. در نمودار $^{143}Nd/^{144}Nd$ در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$، گرانیت‌ها در قلمرو سنگ‌های پوسته‌ای تصویر می‌شوند؛ همچنین دیوریت‌های با خاستگاه گوشته‌ای، به سبب آلایش با سنگ‌های متاپلیتی به سمت سنگ‌های با خاستگاه پوسته‌ای میل کرده‌اند. این نتایج اهمیت شناخت آلایش را در سنگ‌های پلوتونیک با مواد پوسته‌ی فوقانی (متاپلیتی) در هنگام تفسیر چنین سنگ‌هایی مشخص می‌کند.

واژه‌های کلیدی: *پلوتون الوند؛ هضم؛ آلایش؛ دیوریت؛ گرانیت؛ ژوراسیک؛ سنندج- سیرجان.*

مقدمه

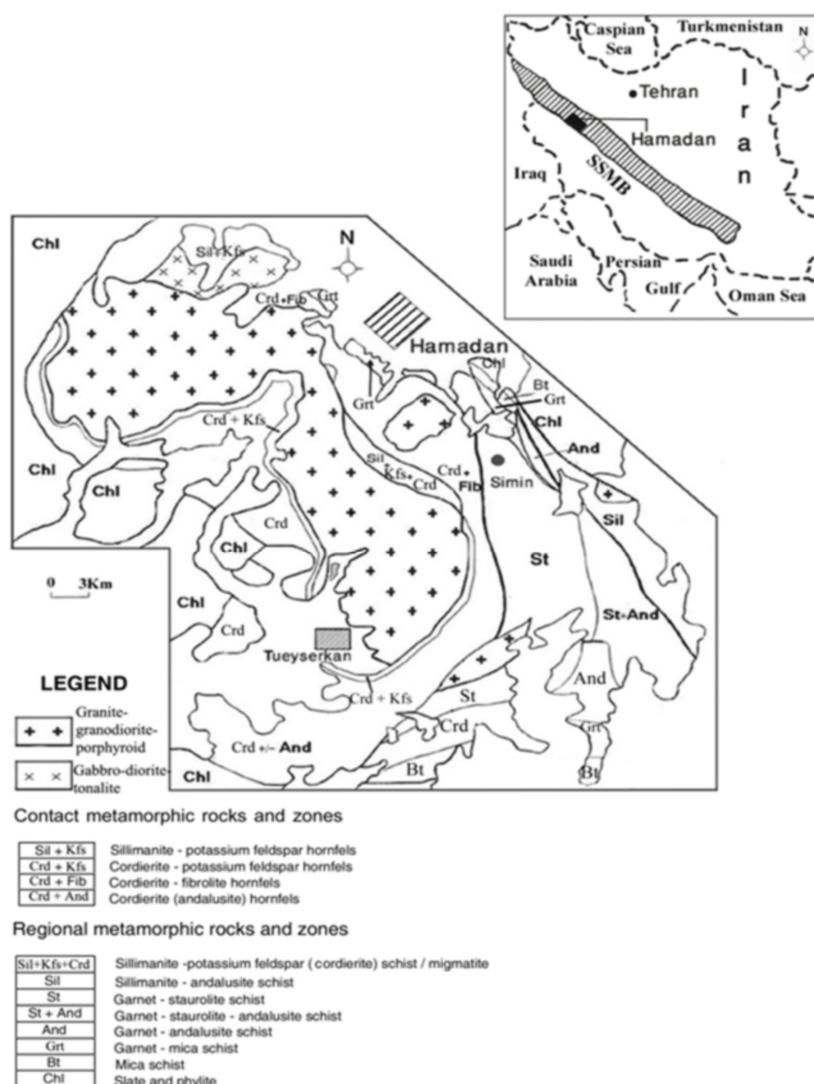
هضم فرایندی است که می‌تواند ویژگی‌های اولیه ماگما را هنگامی که قطعاتی از سنگ درونگیر به درون ماگمای داغ راه می‌یابند تغییر دهد. برخی از بخش‌های سنگ میزبان درون ماگما هضم می‌شوند در حالی که بخش‌های دیرگدازی چون زینوکریست‌ها و برونبوم‌ها (میانبارهای سنگ‌های آذرین) هضم نشده باقی می‌مانند. مشاهدات صحرایی، بافت‌های سنگ‌نگاری، داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی می‌توانند به تشخیص میزان آلایش ماگما/سنگ بر اثر هضم سنگ درونگیر (به ویژه سنگ‌های پلیتی) کمک کنند. در این مقاله به ارائه‌ی نمونه‌هایی از آلایش سنگ‌های آذرین نفوذی، به ویژه دیوریت‌ها با سنگ میزبان متاپلیتی در مجموعه‌ی آذرین الوند، به‌عنوان یک توده‌ی پلوتونیک اصلی در زون سنندج-سیرجان پرداخته می‌شود. تاکنون بررسی‌های پتروگرافی (سنگ‌نگاری)، پترولوژیکی (سنگ‌شناختی) و ژئوکرونولوژیکی (زمین گاه-سنجی) متعددی روی توده‌ی نفوذی الوند صورت گرفته است

* نویسنده مسئول: تلفن و نمابر: ۰۸۱۳۸۳۸۱۴۶۰، پست الکترونیکی: Aasepahi@gmail.com

[۱-۱۲]. در شماری از این بررسی‌ها [۵، ۷، ۸] شواهد مختصری دال بر آلایش ارائه شده‌اند اما هنوز اهمیت این فرایند در تکامل سنگ‌شناسی مجموعه‌ی آذرین الوند به تفصیل بیان نشده است. هدف اصلی ما در این مقاله ارائه‌ی شواهد صحرایی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی برای ردیابی آلایش ناشی از فرایند هضم به ویژه در سنگ‌های دیوریتی توده‌ی الوند است. تغییرات کلی ژئوشیمی و سنگ‌زایی همه سنگ‌های این مجموعه خارج از گستره‌ی موضوعی این کار پژوهشی بوده و بهتر است خواننده برای کسب اطلاعات بیشتر در این زمینه به منابع [۷، ۸، ۱۰، ۱۱] ارجاع کند. بنابراین تمرکز اصلی ما در این مقاله بر سنگ‌های آلایش یافته توده‌ی نفوذی الوند بوده و در اینجا سنگ‌زایی انواع سنگ‌ها به طور کامل مورد بحث و بررسی قرار نخواهد گرفت. افزون بر این، در این مقاله به ارائه‌ی شواهد بافتی هضم/آلایش و داده‌های ژئوشیمی خواهیم پرداخت.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه‌ی سنندج-سیرجان یا کمربند دگرگونی سنندج-سیرجان، بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است [به گفته‌ی منابع ۱۳، ۱۴] که متشکل از یک کمربند دگرگونی از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی با درجه‌ی پایین تا بالاست که توده‌های آذرین نفوذی مافیک، حدواسط و فلسیک در آن‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل ۱).



شکل۱ نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی همدان.

رویدادهای دگرگون و ماگمایی منطقه‌ی سنندج-سیرجان به دوران مزوزوئیک وابسته دانسته شده‌اند [۵، ۱۵-۲۰]. پلوتون‌های بزرگ گرانیتی وابسته به دوران مزوزوئیک-ترشیری (حدود ۲۰۰ تا ۴۰ میلیون سال پیش) هستند [۱۰، ۱۹- ۲۵]. بنابر داده‌های K-Ar گزارش شده در [۱۹]، زمان انجماد سنگ‌های آذرین مجموعه‌ی پلوتونیک الوند بین ۷۰ تا ۹۱ میلیون سال پیش تعیین شده است در حالی که داده‌های اخیر U-Pb سن آن‌ها را به زمان‌های قدیم‌تر وابسته می‌داند. در منابع [۹ و ۱۰] در راستای سال سنجی زیرکن به روش U-Pb، سن سنگ‌های مافیک تا فلسیک منطقه بین ۱۵۰ تا ۱۶۵ میلیون سال و در بررسی‌های انجام گرفته به همین روش در منبع [۲۲] سن سنگ‌های گرانیتی ۱۶۵ میلیون سال برآورد شده است. دلیل این اختلاف سن‌ها می تواند به دقت کمتر آنالیزها به روشهای K-Ar و Rb-Sr نسبت به روش‌های دقیق تر U-Pb باشد که اطمینان بخش‌تر است. فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره‌ی ایران مرکزی و برخورد پس از این خرده قاره یکی از علل این پلوتونیسم در نظر گرفته شده‌اند [۵، ۱۰، ۱۱، ۱۵، ۱۸، ۱۹].

سنگ‌های آذرین توده‌ی نفوذی الوند بنابر رده‌بندی‌های [۷] در سه گروه گابرو- دیوریت- تونالیت، گرانیت- گرانودیوریت‌های پورفیری و هولولوکوگرانیت‌ها جای می‌گیرند. پلیت‌ها، پسامیت فرعی، کوارتزیت‌ها، شبه‌بازی‌ها، پلیت‌های آهکی و سیلیکات‌های آهکی از سنگ‌های دگرگون اصلی تشکیل دهنده‌ی این منطقه هستند. سنگ‌های پلیتی شامل اسلیت، فیلیت، شیست/میگماتیت و هورنفلس‌هاست (شکل۱). زون‌های دگرگونی ناحیه‌ای متعدد نظیر کلریت، بیوتیت، گارنت، آندالوزیت (کیاستولیت)، استارولیت، سیلیمانیت و منطقه‌های سیلیمانیت- (±کردیریت)-فلدسپار پتاسیم و دگرگونی مجاورتی نظیر کردیریت (آندالوزیت)، کردیریت- فلدسپار پتاسیم و سیلیمانیت- فلدسپار پتاسیم در نتیجه پدیده‌های چند دگرگونی در این منطقه به وجود آمده‌اند.

روش بررسی

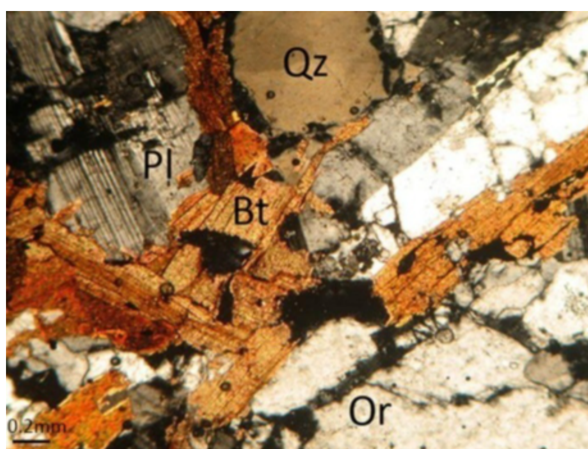
هشت نمونه شامل چهار گرانیت و چهار دیوریت که در رخنمون‌ها و نمونه‌های دستی نشانه‌هایی از آلایش و هضم آن‌ها به چشم می‌خورد، برای بررسی‌های ایزوتوپی انتخاب شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌ها در یک سنگ شکن فکی فولادی خرد شده و سپس در یک آسیاب به دانه‌هایی با اندازه کمتر از ۲۰۰ مش درآورده شدند. نمونه‌های پودر شده نخست در بشرهای تفلون توزین و سپس به ترتیب با مقادیر کافی از محلول‌های ردیاب غنی از ^{84}Sr-^{87}Rbو-^{149}Sm ^{150}Nd مخلوط شدند. فرایند هضم از طریق عملکرد اسید HF (65%) HNO3-(48%) در نتیجه‌ی قرار دادن بشرهای سر بسته روی یک سطح داغ به دمای ۱۴۰°C رسیدند. نمونه‌های هضم شده پس از خشک شدن در HCl ۶ نرمال به کلرید تبدیل شدند و سپس برای تفکیک کروماتوگرافی (رنگ نگاری) دوباره در ۲٫۵HCl نرمال حل شدند. Sr،Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک از طریق رنگ‌نگاری تبادل یونی و با استفاده از استوانه‌های شیشه‌ای پر شده با BioRad AG 50W- X12(200-400 mesh) خالص ریخته شدند. تفکیک Sm و Nd با استفاده از روش رنگ‌نگاری یونی وارون در استوانه شیشه‌ای کوارتزی پر شده با رزین HDEHP امکان پذیر شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی در Finnigan MAT 262TIMS گروه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه توبینگن آلمان انجام شد. زمانی که استرانسیم همراه با فعال کننده‌ی تالیوم روی فیلامنت‌های تنگستنی قرار گرفتند، استرنسیوم جدا شده با اندازه‌گیری نسبت ایزوپی در حالت پویا انجام گرفت. Rb نیز روی رشته‌های دوگانه‌ی Re بارگذاری شد. تفریق جرم نیز با استفاده از نسبت a$^{88}Sr/^{86}Sr$=۸٫۳۷۵۲۰۹ تصحیح شد. نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای NBSSRM 987 (n = 8) برابر با ۰٫۷۱۰۲۵۴±۱۳ بود.

مقادیر بارگذاری برای Sr و Rb به ترتیب کمتر از ۳۷۰pg و ۳۱۰pg بود. Sm و Ndبه صورت فسفات روی رشته‌های مضاعف Re بارگذاری و سپس اندازه‌گیری شدند. تفریق جرم با استفاده از نسبت $^{146}Nd/^{144}Nd$ = ۰٫۷۲۱۹ اصلاح شد. اندازه‌گیری مکرر استاندارد La Jolla Nd(n = 3) مقدار ۰٫۵۱۱۸۳۹±۳۳ را برای $^{143}Nd/^{144}Nd$ به دست داده است. مقدار بارگذاری برای Nd و Sm به ترتیب کمتر از ۱۹۲pg و ۱۱۶pg بوده است.

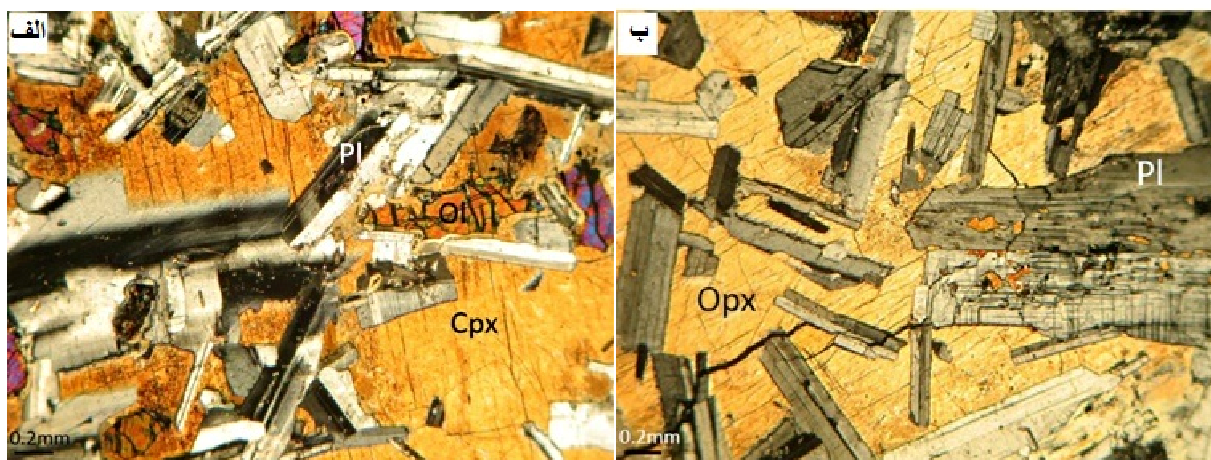
سنگ نگاری

سنگ‌های نفوذی مختلف از الیوین گابروهای فرامافیکی-ملانوکراتیکی (گابروهای ورلیتی) گرفته شدند تا گرانیت و لوکوگرانیت در منطقه‌ی همدان رخنمون یافته و دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. در برخی برونزدهای صحرایی، گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها حاوی درشت بلورهای فلدسپار هستند. این سنگ‌ها از کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند. مسکوویت و زیرکن جزءکانی‌هایی هستند که به مقدار اندک در این سنگ‌ها یافت می‌شوند (شکل۲). زینوکریست کانی‌های Al_2SiO_5 (آندالوزیت و سیلیمانیت)، گارنت و کردیریت نیز بیشتر در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

سنگ‌های مافیک بیشتر از: گابرو، الیوین گابرو، گابرونوریت و نوریت تفریق یافته به سمت دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت. الیوین گابرو دارای بافت نیمه شکلدار دانه‌ای (دانه‌ای نیمه شکلدار) تا درون دانه‌ای (بین دانه‌ای) بوده و الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را به عنوان کانی اصلی و ارتوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت را به عنوان کانی‌های فرعی دارد (شکل ۳ الف). کرونای پلاژیوکلاز-الیوین در برخی نمونه‌ها قابل رویت‌اند. گابرو دارای بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار، افیتیک و نیمه افیتیک بوده و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز فازهای اصلی و الیوین و هورنبلند کانی‌های فرعی آن را تشکیل می‌دهند. سرشتی‌های نوریت بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا نیمه افیتیک بوده و در ساختار آن کانی‌های ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی و الیوین، کلینوپیروکسن و آپاتیت به‌عنوان کانی فرعی در مقادیر جزئی به چشم می‌خورند (شکل۳ ب). سرشتی کانی‌شناختی و بافتی گابرونوریت مابین گابرو و نوریت است به گونه‌ای که این سنگ‌ها هم کلینوپیروکسن و هم ارتوپیروکسن را به‌عنوان فاز اصلی در خود دارند.



شکل۲ تصویر میکروسکوپی از نمونه‌ی مونزوگرانیت توده‌ی نفوذی الوند.

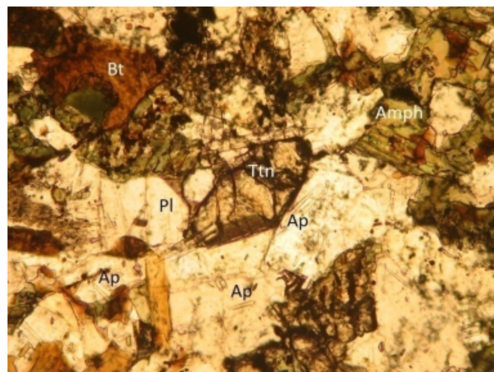


شکل۳ تصویر میکروسکوپی از الف) الیوین گابرو و ب) نوریت توده‌ی نفوذی الوند.

آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز از جمله کانی‌های اصلی دیوریت و کوارتزدیوریت هستند. در این سنگ‌ها گاهی شاهد دانه‌های درشت کوارتز چشمی و لخته‌های آمفیبول مافیک هستیم. وجود تیتانیت و آپاتیت‌های سوزنی شکل در برخی از سنگ‌های دیوریتی پدیده‌ای عادی است (شکل ۴).

زینوکریست‌ها و انکلاوها

برونبوم‌هایی نظیر رستیت‌ها، زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها در گرانیتوئیدها به فراوانی یافت می‌شوند و این در حالیست که شمار این برونبوم‌ها در سنگ‌های دیوریتی و گابرویی توده‌ی نفوذی الوند چندان زیاد نیست. زینوکریست‌های آندالوزیت در هر دو دسته سنگ‌های گرانیتی و دیوریتی به چشم می‌خورند با این تفاوت که در دیوریت‌ها این زینوکریست‌ها به‌طور جزئی یا کامل به سیلیمانیت تبدیل شده و به‌وسیله‌ی حاشیه‌های فلدسپاتی/یا غنی از اسپینل احاطه شده‌اند (شکل ۵). در سنگ‌های مونزوگرانیتی نیز زینوکریست‌های رستیتی گارنت و کردیریت با خاستگاه دگرگونی به فراوانی دیده می‌شوند. این مجموعه کانیایی در خلال تخریب شیست‌ها/میگماتیت‌های دگرگون تشکیل شده و به درون ماگمای گرانیتی دیاتکسیتی تولید شده در منطقه‌ی ذوب بخشی وارد شده‌اند، و یا به‌وسیله‌ی ماگماهای نفوذی به پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی حمل شده‌اند.



شکل۴ تصویر میکروسکوپی از نمونه دیوریت حاوی تیتانیت (اسفن) و آپاتیت سوزنی.





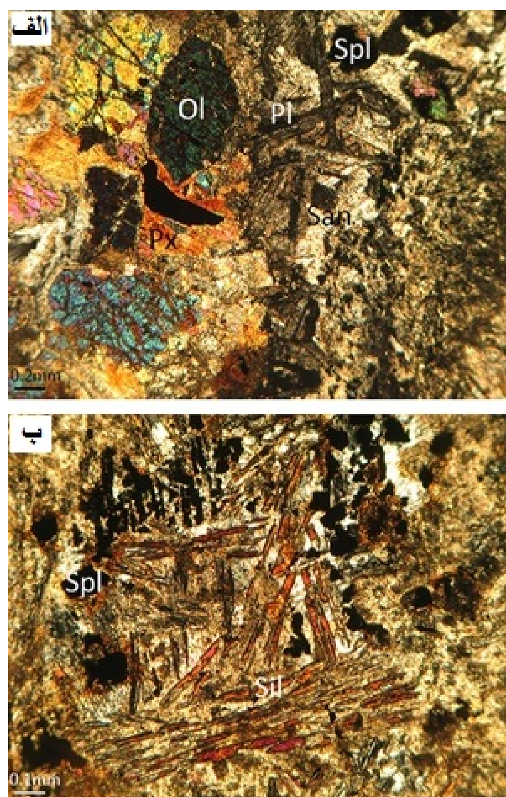
شکل۵ الف) زینوکریست‌های آندالوزیت در یک مونزوگرانیت-گرانودیوریت، ب) زینوکریست‌های آندالوزیت در حال تبدیل به سیلیمانیت با یک حاشیه‌ی غنی از اسپینل در سنگ‌های دیوریتی ناحیه‌ی خاکو در منطقه همدان.

در سنگ‌های گابرویی، به ویژه در الیوین گابروهای ورلیتی، زینولیت‌ها/ زینوکریست‌های پلیتی بسیار کمیابی وجود دارند که طی واکنش با ماگمای داغ به یک مجموعه‌ی کانیایی پیرومتامورفیک با دمای بالا (به‌عنوان مثال یک مجموعه‌ی اسپینل-سیلیمانیت) تبدیل شده‌اند. در اطراف و داخل این زینوکریست‌ها/زینولیت‌ها سه منطقه‌ی مجزا قابل تشخیص‌اند: (۱) یک منطقه‌ی خارجی فلدسپاتی (شکل ۶ الف)، (۲) یک منطقه حدواسط غنی از اسپینل و (۳) یک منطقه داخلی غنی از سیلیمانیت که سرشتی آن رشد سیلیمانیت با زاویه °۹۰ نسبت به ناحیه‌ی تماس زینوکریست/ زینولیت و سیلیمانیت‌های سوزنی با پراکندگی تصادفی به سمت مرکز هستند (شکل ۶- ب). در این منطقه پلاژیوکلاز در کنار سیلیمانیت به چشم می‌خورد.

بر اساس بررسی‌های دماسنجی [۱۲]، دما در محل تماس ماگمای مافیک با برونبوم بیش از ۷۰۰°C بوده است، این درحالیست که مجموعه‌ی کانیایی مشاهده شده در مجاور زینوکریست‌ها/زینولیت‌ها از بالاتر بودن این دما حکایت دارند. این مجموعه‌ی با دمای بالا احتمالاً در دمایی بیش از ۱۰۰۰°C، و در زمان برهمکنش ماگمای مافیک میزبان با زینولیت‌های غنی از Al_2SiO_5 شکل گرفته است. پیشتر هیچ گزارشی مبنی بر وجود برونبوم‌های شبه بوکیت در میزبان ورلیتی/ ملا الیوین گابرویی ارائه نشده است.

ژئوشیمی ایزوتوپی

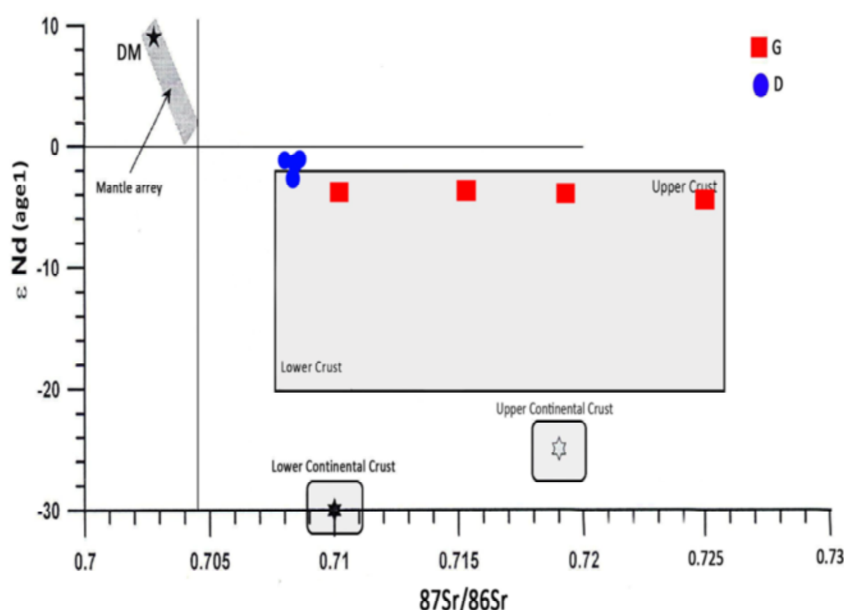
لازم است که پیش از تشریح این قسمت از مقاله یادآور گردد که ژئوشیمی سنگ کل سنگ‌های آلایش نیافته در منابعی مانند [۱۰] بخش ۴-۱، جدول ۱ و شکل‌های ۵، ۶، و ۷ و ژئوشیمی ایزوتوپی آن نمونه‌ها در بخش ۴-۲ جدول ۲ و شکل ۸ آمده‌اند و لزومی بر تکرار آن‌ها در این مقاله ندارد. مقدار Rb و Sr در نمونه‌های دیوریتی آلایش یافته در مقایسه با سنگ‌های دیوریتی معمولی به ترتیب بیشتر و کمتر بود، در حالی‌که مقدار Nd و Sm تغییرات چشمگیری را از خود به نمایش نمی‌گذارد (جدول ۱). مونزوگرانیت‌ها و سنگ‌های دیوریتی آلایش یافته به ترتیب نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ بین ۰/۷۱۰۱ تا ۰/۷۲۴۵ و ۰/۷۰۷۹ تا ۰/۷۰۸۴ دارند (جدول ۲).



شکل۶ بافت‌های ایجاد شده در یک برونبوم پلیتی در درون یک ماگمای الیوین گابرویی، الف) منطقه‌ی واکنشی بین میزبان و برونبوم غنی از Al، ب) سیلیمانیت سوزنی توزیع شده به صورت تصادفی در مرکز برونبوم پیرومتامورفیک.

جدول ۱ مقدار Rb،Sr، Nd و Sm در سنگ‌های آلایش یافته و میانگین این عناصر در سنگ‌های آلایش نیافته. میانگین مونزوگرانیت‌ها (G) و دیوریت‌ها (D) از داده‌های [۵ و ۹].

Sample/ Element	GNj G1	Kh G2	G3	G4	KhD1	D2	D3	D4	Average granite*	Average diorite*
Rb (mg/g)	۲۱۲	۱۶۵	۱۷۶	۱۵۹	۷۹	۸۰	۸۶	۶۴	۱۹۱	۴۱
Sr	۱۳۳	۷۴	۱۵۳	۳۲۳	۲۷۵	۲۵۹	۲۷۰	۲۶۸	۱۹۸	۵۴۷
Nd	۳۲	۶۳	۳۷	۴۴	۲۷	۳۱	۳۰	۲۷	۴۶	۲۲
Sm	۶	۱۱	۷	۷	۵	۶	۶	۵	۸	۴



شکل۷ نمودار εNd(t) در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای گرانیت‌ها و دیوریت‌ها. G = گرانیت وD = دیوریت.

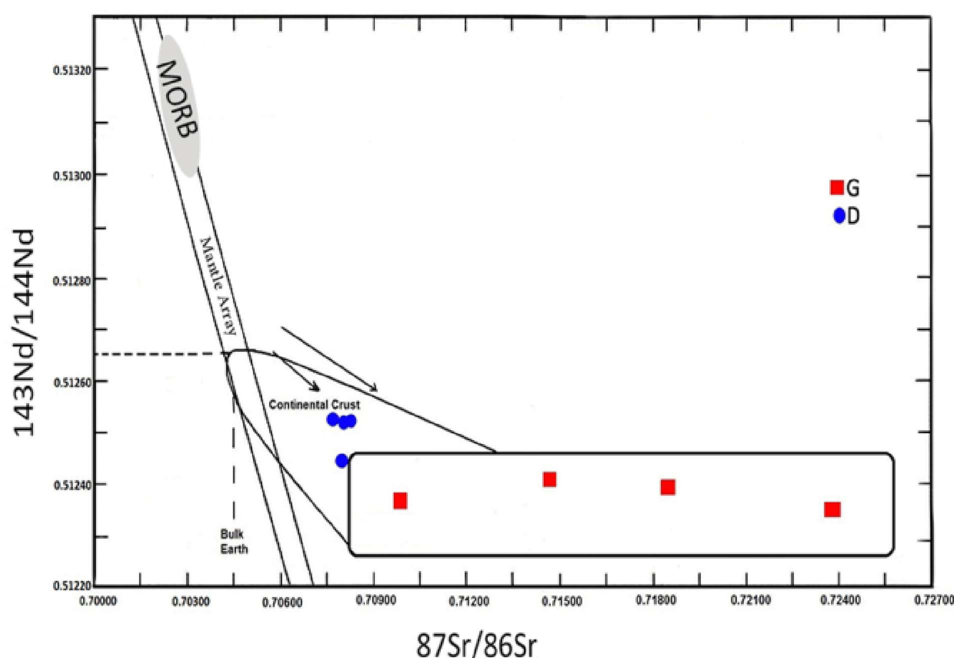
جدول۲ محتوی ایزوتوپیRb و Sr سنگ‌های پلوتونیک منطقه همدان. مونزوگرانیت (G) و دیوریت (D).

Sample	**Rb [µg/g]**	**Sr [µg/g]**	**$^{87}Rb/^{86}Sr$**	**$^{87}Sr/^{86}Sr$**
Gnj G1	۲۱۱/۷	۱۳۳/۳	۴/۴۳	۰/۷۱۹۰۰۱
Gnj G1		۱۳۳/۵		۰/۷۱۸۹۸۴
Kh G2	۱۶۵/۴	۷۳/۵	۶/۲۷	۰/۷۲۴۴۹۱
G3	۱۷۶/۰	۱۵۳/۱	۳/۲۰	۰/۷۱۵۰۷۵
G3				۰/۷۱۵۰۵۹
G4	۱۵۹/۳	۳۲۹/۳	۱/۳۵	۰/۷۱۰۰۵۶
KhD1	۷۹/۱	۲۷۵/۴	۰/۸۰	۰/۷۰۸۱۰۷
KhD1				۰/۷۰۸۰۹۶
D2	۷۹/۸	۲۵۸/۵	۰/۸۶	۰/۷۰۸۱۶۳
D2				۰/۷۰۸۱۶۳
D3	۸۵/۶	۲۷۰/۱	۰/۸۸	۰/۷۰۸۳۷۸
D3				۰/۷۰۸۳۶۵
D4	۶۳/۸	۲۶۷/۹	۰/۶۶	۰/۷۰۷۹۱۹

مقدارεNd(t) مونزوگرانیت‌ها از ۳/۲- تا ۳/۸۹- و εNd(t) سنگ‌های دیوریتی آلایش یافته از ۰/۷۸- تا ۲/۳۵- در تغییر است و نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ این سنگ‌ها به ترتیب بین ۰/۵۱۲۳۴ تا ۰/۵۱۲۴۰ و ۰/۵۱۲۴۴تا ۰/۵۱۲۵۲ تغییر می‌کند (جدول ۳، شکل ۷). مقایسه مقادیر فوق با نسبت‌های سنگ-های آلایش نیافته [۱۰] در همین مجموعه نشان می‌دهد که آلایش نقش مهمی در تغییرات ایزوتوپی داشته است. در نمودار نسبت اولیه‌ی $^{143}Nd/^{144}Nd$ در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ (شکل ۸) مونزوگرانیت‌ها در قسمت سنگ‌های پوسته‌ای و دیوریت‌های مورد بررسی در نزدیکی سنگ‌های دارای خاستگاه پوسته‌ای ترسیم شده‌اند.

جدول۳ محتوای ایزوتوپی Sm-Nd سنگ‌های پلوتونیک منطقه‌ی الوند. از طریق محاسبه‌ی εNd(t)، سن گرانیت‌ها (G) ۱۶۰میلیون سال و سن دیوریت‌ها (D) ۱۶۵ میلیون سال به‌دست آمده است [۱۰].

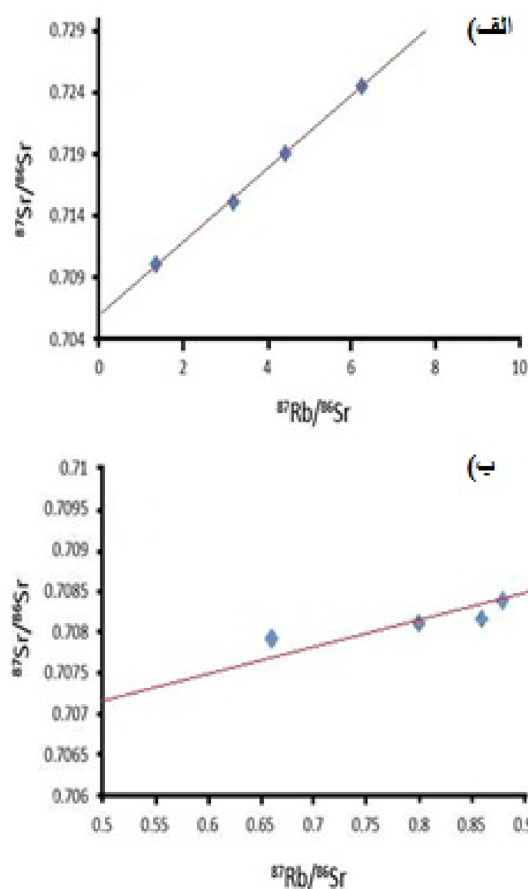
Sample	Sm (mg/g)	Nd (mg/g)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	εNd(t)
Gnj G1	۶/۶۴۱	۳۲/۶۹	۰/۱۲۵۹	۰/۵۱۲۳۴۸	-۳/۵۱
Kh G2	۱۱/۵۳	۶۳/۰۲	۰/۱۱۲۶	۰/۵۱۲۳۴۶	-۳/۹۸
2G3	۷/۶۳۷	۳۷/۷۷	۰/۱۲۴۸	۰/۵۱۲۴۰۰	-۳/۱۸
G4	۷/۳۷۳	۴۴/۳۵	۰/۱۰۲۶	۰/۵۱۲۳۶۱	-۳/۴۸
Kh-D1	۵/۷۰۶	۲۷/۷۴	۰/۱۲۶۶	۰/۵۱۲۴۴۲	-۲/۳۵
D2	۶/۵۱۶	۳۱/۴۸	۰/۱۲۷۶	۰/۵۱۲۵۱۱	-۱/۰۲
1D3	۶/۱۲۲	۳۰/۰۷	۰/۱۲۵۳	۰/۵۱۲۵۲۱	-۰/۷۸
D4	۵/۶۸۲	۲۷/۴۷	۰/۱۲۶۷	۰/۵۱۲۵۲۱	۰/۸۳



شکل۸ نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$در مقابل $^{143}Nd/^{144}Nd$ که نشانگر خاستگاه پوسته‌ای مونزوگرانیت‌ها (G) و خاستگاه گوشته‌ای دیوریت‌های (D) آلایش یافته (دورگه شده) است.

داده‌های Rb-Sr سن همزمانی برای گرانیت‌های نوع S (شکل ۹ الف) و دیوریت‌ها (شکل ۹ ب) به ترتیب ۱۲۰ و ۲۰۰ میلیون سال را نشان می‌دهند که البته با سن به‌دست آمده از روش U-Pb تفاوت دارد [۱۶۵-۱۶۰ میلیون سال، شهبازی و همکاران (۲۰۱۰)]. داده‌های Sm-Nd همزمان معناداری را بدست نمی‌دهند. شواهد ایزوتوپی Sr-Nd نشان دهنده‌ی مقادیر بالاتر $^{87}Sr/^{86}Sr$ و مقادیر پایین‌تر $^{143}Nd/^{144}Nd$ و εNd دیوریت‌های آلایش یافته نسبت به دیوریت‌های معمولی با خاستگاه گوشته‌ای خالص هستند.

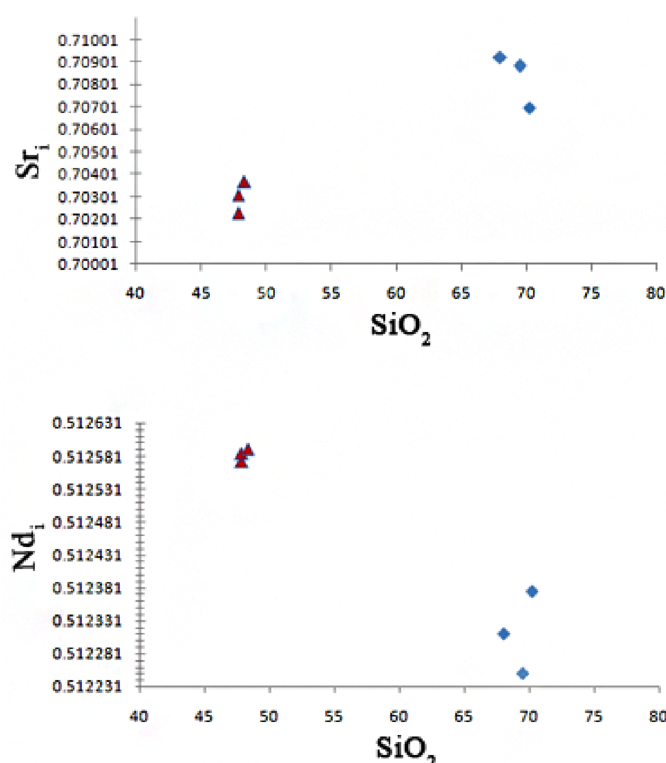
Sr_i برای گرانیت‌ها حدود ۰/۷۰۷۶ و برای دیوریت‌ها ۰/۷۰۷۲ است ولی داده‌های ایزوتوپی Nd همزمانی معنا داری برای تعیین Nd_i این سنگ‌ها به‌دست نمی‌دهند. بنابر داده‌های Sr_i و Nd_i [۱۰] (جدول۴، شکل۱۰) چنین نتیجه‌گیری می‌شود که سنگ‌های مافیک و فلسیک توده‌ی نفوذی الوند بر اثر جدایی یک ماگمای واحد به‌وجود نیامده‌اند. به این دلیل که Sr_i و Nd_i این دو گروه سنگ ثابت و مشابه نیستند.



شکل۹ همزمانی‌های الف) مونزوگرانیت‌هاو ب) دیوریت‌ها. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید.

جدول۴ محتوی ایزوتوپی Si،Sr_i، Nd_i سنگ‌های مافیک و فلسیک مجموعه پلوتونیک الوند (مطابق [۱۰]).

Sample	SH_{102}	SH_{104}	SH_{110}	SH_{147}	SH_{219}	SH_{72}
SiO_2	۴۷/۸۸	۴۷/۸۸	۴۸/۳۶	۶۷/۹۹	۷۰/۲۱	۶۹/۵۰
Sr_i	۰/۷۰۳۰۸	۰/۷۰۲۲۸	۰/۷۰۳۶۹	۰/۷۰۹۲۴	۰/۷۰۶۹۹	۰/۷۰۸۸۳
Nd_i	۰/۵۱۲۵۷۳	۰/۵۱۲۵۸۵	۰/۵۱۲۵۹۲	۰/۵۱۲۳۱۲	۰/۵۱۲۳۷۶	۰/۵۱۲۲۵۲



شکل۱۰ نمودار Sr_i و Nd_i در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های مافیک و فلسیک مجموعه‌ی پلوتونیک الوند. (بر اساس داده‌های برداشت شده از [۱۰] که در جدول ۴ ارائه شده است.) مثلث= سنگ‌های مافیک، لوزی= سنگ‌های فلسیک.

بحث

بر اساس بررسی‌های پیشین، توده‌ی نفوذی الوند در اثر تزریق مکرر ماگماهایی با ترکیب‌های متفاوت، وابسته به منابع ماگمایی مختلف تشکیل شده است[به عنوان مثال، سپاهی ۱۹۹۹ و ۲۰۰۸]. به منظور سهولت بیشتر، سنگ‌های مورد بررسی مجموعه‌ی الوند را می‌توان در دو گروه اصلی رده بندی کرد: ۱) سنگ‌های غیر آلایش یافته یا سنگ‌های فاقد نشانه‌های چشمگیر هضم/ آلایش، ۲) سنگ‌های حاوی زینوکریست‌هایی با خاستگاه دگرگونی نظیر آندالوزیت/ سیلیمانیت مشتق از سنگ‌های پلیتی.

نشانه‌های آلایش ناشی از سنگ میزبان دگرگون در شماری از سنگ‌های دیوریتی پلوتون الوند کاملاً مشهود است. ماگماهای مافیک و گرانیتی در مکان‌هایی که در داخل سنگ‌های متاپلیتی نفوذ کرده‌اند حاوی کانی‌هایی با خاستگاه دگرگونی هستند (شکل ۵). این تغییر ترکیب کانیایی موجب تغییر ویژگی‌های ایزوتوپی سنگ‌های با خاستگاه آذرین خصوصاً در دیوریت‌های غنی از زینوکریست/زینولیت شده است. عدم همخوانی توزیع اندازه و ترکیب زینوکریست‌ها با اندازه‌ی بلور سنگ‌های درونگیر مجاور به گونه‌ای است که امکان تبلور آن‌ها از ماگماهای مولد سنگ‌های درونگیر را منتفی می‌سازد.

نفوذ ماگماهای دیوریتی در آندالوزیت شیست‌های مسیر حرکت آن‌ها به سمت سطوح بالاتر پوسته، موجب قطعه قطعه شدن شیست‌ها شده است. به گونه‌ای که بقایایی از کانی‌های موجود در شیست‌ها در ماگما به چشم می‌خورند. کانی‌های دیرگدازی همچون آندالوزیت به رغم هضم نشدن، با ماگما، وارد واکنش شده که سبب تبدیل آن‌ها به سیلیمانیت و احاطه شدن آن‌ها با حاشیه‌های واکنشی از اسپینل و پلاژیوکلاز گردیده است. با توجه به اینکه پورفیروبلاست‌های آندالوزیت حداکثر ۱۰ تا ۱۵٪ از ترکیب شیست‌های آندالوزیت‌دار را تشکیل می‌دهند چنین استنباط می‌شود که ۸۵ تا ۹۰٪ باقیمانده‌ی ترکیب سنگ‌ها در ماگمای دیوریتی هضم و موجب آلایش آن‌ها شده است. اگر رخنمون سنگ‌های دیوریتی را تنها حاوی ۵٪ از زینوکریست‌های آندالوزیت در نظر بگیریم آنگاه ماگمای دیوریتی حدود ۷ تا ۸ برابر این مقدار (نسبت/مقدار شیست به پورفیروبلاست‌های آندالوزیت) یعنی نزدیک به ۳۵ تا ۴۰٪ مواد شیست را در خود خواهد داشت. بنابراین چنین نتیجه گیری می‌کنیم که ماگمای دیوریتی که دمای نسبتاً بالایی داشته و

قرابت مکانی نزدیکی با شیست‌های پلیتی داشته است، به گونه‌ای به‌وسیله‌ی شیست‌ها آلایش یافته که علائم ژئوشیمیایی آن (یعنی نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd) تحت تاثیر این برهم-کنش قرار گرفته است. اختلاف زیادتر ترکیب شیمیایی دیوریت‌ها و شیست‌ها نیز می تواند در افزایش آلایش آن‌ها به-وسیله‌ی شیست‌ها دخیل باشد.

گذشته از شواهد کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی موجود، دلایل شیمیایی مبنی بر هضم/آلایش در پلوتون الوند، خصوصاً در سنگ‌های دیوریتی این توده‌ی نفوذی، موجود است. ماگماهای ریشه گرفته از گوشته، عموماً در بر گیرنده ۵۰۰-۶۰۰ppm Sr هستند که این مقدار در اثر آلایش با مواد پوسته‌ای کاهش می‌یابد. در سنگ‌های دیوریتی آلایش یافته‌ی مورد بررسی در توده با خاستگاه آذرین الوند، مقدار Sr کمتر از ۳۰۰ppm است که اهمیت آلایش ماگمای دیوریتی در اثر هضم سنگ‌های درونگیر را روشن می‌کند (سنگ میزبان متاپلیتی). این نظریه با مشاهدات صحرایی و بررسی‌های سنگ نگاری سنگ‌های یاد شده همخوانی دارد. مقدار بیشتر Rb و کمتر Sr در نمونه‌های دیوریتی آلایش یافته در مقایسه با سنگ‌های دیوریتی معمولی می‌تواند با آلایش ماگمای دیوریتی به‌وسیله‌ی میزبان رسوبی دگرگون شده و/یا اختلاط با ماگمای دیگر تولید کننده مونزوگرانیت‌های نوع S در ارتباط باشد. نسبت بالای $^{87}Sr/^{86}Sr$ در بازه‌ی ۰٫۷۰۷۹ تا ۰٫۷۰۸۵ (Sr_i بیشتر از ۰٫۷۰۴) و نسبت‌های اندک $^{143}Nd/^{144}Nd$ در بازه‌ی ۰٫۵۱۲۴۴ تا ۰٫۵۱۲۵۲ که با مقدار $\varepsilon Nd(t)$ سنگ‌های دیوریتی آلایش یافته از ۰٫۷۸- تا ۲٫۳۵- همخوانی دارد، نشان دهنده‌ی آن است که این سنگ‌ها تحت تاثیر فرایندهای آلایش و احتمالاً اختلاط قرار گرفته‌اند. به‌طور کلی علائم ایزوتوپی نشانگر آنند که دیوریت‌های آلایش یافته نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ بالاتر و نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ پایین‌تر و مقدار $\varepsilon Nd(t)$ کمتری نسبت به دیوریت‌های معمولی با خاستگاه گوشته‌ای خالص دارند (تصاویر ۷ و ۸).

برداشت

در مقایسه با سنگ‌های غیر آلایشی یا کمتر آلایش یافته، علائم ایزوتوپی و ژئوشیمیایی سنگ‌های با خاستگاه آذرین درونی الوند آلایش یافته‌ی، به ویژه سنگ‌های مافیک محتوی زینوکریست‌های Al_2SiO_5، نشان‌دهنده تغییرات مقادیر Rb و Sr هستند. علیرغم شباهت مقادیر Sm و Nd، نسبت ایزوتوپی این سنگ‌ها تحت تاثیر آلایش قرار گرفته است (جدول ۱ تا ۳). مقادیر Rb و Sr این سنگ‌ها در مقایسه با سنگ‌های غیر آلایش یافته به ترتیب بیشتر و کمتر است. نسبت اولیه‌ی $^{87}Sr/^{86}Sr$ سنگ‌های آلایش یافته (~۰٫۷۰۶) بیش از سنگ‌های مافیک معمولی (کمتر از ۰٫۷۰۴) است. نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ و مقادیر εNd سنگ‌های آلایش یافته به دلیل آلایش با میزبان متاپلیتی از ترکیب گوشته‌ای به سمت ترکیب پوسته‌ای‌تر تغییر یافته است.

به دلیل پیچیدگی سنگ‌زائی پلوتون الوند و وجود طیف گسترده‌ی سنگ‌ها در اثر تبلور ماگماهایی با ترکیبات متفاوت و دست کم سه ضربان ماگمایی [۵ و ۷] تفسیر شکل‌گیری ماگما و فرایندهای آن بسیار دشوار است. فرایندهایی همچون آلایش با سنگ‌های درونگیر مختلف به ویژه سنگ‌های متاپلیتی موجب تغییرات بافتی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی در سنگ‌های نفوذی توده‌ی پلوتونیک الوند شده‌اند. به سبب آلایش با سنگ‌های متاپلیتی، مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های دیوریتی به سوی ترکیبات پوسته‌ای سوق یافته است، و لذا در تفسیر سنگ‌زایی (سنگ‌زادی) باید دقت کافی صورت گیرد.

یکی از مشکلات اساسی در تفسیر صحیح شکل‌گیری سنگ-زادی و زمین شناسی سنگ‌های پلوتونیک منطقه همدان و به-طور کلی منطقه سنندج-سیرجان تعیین خاستگاه این سنگ‌هاست. بررسی‌های ما حاکی از آنست که تعیین خاستگاه سنگ‌های نفوذی به دلیل تغییر ترکیب گرانیتوئیدها و سنگ‌های مافیک در نتیجه‌ی فرایندهای زمین‌شناسی چون آلایش/هضم و تغییر متعاقب ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های پلوتونیک در پاسخ به آلایش با سنگ‌های درونگیر پلیتی دشوارتر شده است.

مراجع

[۱] ایرانی م.، *"بررسی پترولوژی توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۷۲).

[۲] صادقیان م.، *"بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۳).

[۳] هادی‌پور جهرمی م.، *"متامورفیسم و ماگماتیسم منطقه همدان-ملایر-تویسرکان"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۳).

[۴] ترکیان ا.، *"مطالعه پتروگرافی و پتروفابریکی پگماتیت‌های همدان"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

[۵] سپاهی گرو ع. ا.، *"پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها"*، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸).

[۶] هاشمی م.، *"مطالعه فرایندهای تحول ماگمایی در مجموعه پلوتونیک الوند"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان (۱۳۸۴).

[7] Sepahi A.A., *"Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: With emphasis on the Alvand plutonic complex",* NeuesJahrbuchfürGeologie und Paläontologie-Abhandlungen 247 (2008) 295-312.

[8] Ghalamghash J., Mirnejad H., Rashid H., *"Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton",* NeuesJahrbuchfürMineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry 186/1 (2009) 79-93.

[۹] شهبازی ح.، *"پترولوژی سنگ‌های آذرین و میگماتیت‌های مجموعه الوند و توده نفوذی آلموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها"*، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۸۹).

[10] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A.A., ShangC.J., Vousoughi-Abedini M., "*Geochemistry and U-Pb zircon geochoronology of Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism",* Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 668-683.

[11] Aliani F., Maanijou M., Sabouri Z., Sepahi A.A., *"Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran",* Chemie der Erde-Geochemistry 72 (2012) 363-383.

[12] Sepahi A.A., Borzoei K., Salami S., *"Mineral chemistry and thermobarometry of plutonic, metamorphic and anatectic rocks from the Tueyserkan area (Hamedan, Iran)",* Geological Quarterly 57/3 (2013) 515-526.

[13] Alavi M., *"Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations",* Tectonophysics 229 (1994) 211-238.

[14] Alavi M., *"Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution",* American Journal of Science 304 (2004) 1-20.

[۱۵] بهاری فرع. ا.، *"نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۶).

[16] Rashidnejad-Omran N., Emami M.H., Sabzehei M., Rastad E., Bellon H., *"Lithostratigraphy and Paleozoic to Paleocene history of some metamorphic complexes from Muteh area, Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)",* ComtesRundes Geosciences 334/16 (2002) 1185-1191.

[17] Sheikholeslami R., Bellun H., Emami M.H., Sabzehei M., Pique A., *"New structural and K40-Ar40 data for the metamorphic rocks in Neyriz area (Sanandaj-Sirjan Zone, southern Iran): Their interest for an overview of the Neo-Tethyan domain in the Middle East",* ComptesRendus Geosciences 335/13 (2003) 981-991.

[18] Sepahi A.A., Whitney D.L., Baharifar A.A., *"Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjanmetamorphic belt, Hamedan, Iran",* Journal of Metamorphic geology 22 (2004) 119-134.

[۱۹] بهاری فر ع. ا.، *"پترولوژی سنگ‌های منطقه همدان"*، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳).

[20] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 29/(5-6) (2007) 859-877.

[21] Masoudi F., *"Contact metamorphism and pegmatites development in the region SW of Arak, Iran",* Ph. D. Thesis, University of Leeds, UK (1997).

[22] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekzadeh A., Babaei A., *"Petrochemistry of the Siah-Kuhgranitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neo-Tethys subduction",* Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 474-479.

[23] Mahmoudi Sh., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., *"U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.

[24] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Deevsalar R., Rezaei-Kahkhaie M., *"Age and geotectonic position of the Malayergranitoids: implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran",* NeuesJahrbuchfürGeologie und Paläontologie-Abhandlungen261/1 (2011) 61-75.

[25] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., *"Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 43 (2012) 11-22.